

# **INDICE**

**CAP. 1 INTRODUZIONE pag. 1**

**CAP. 2 METODOLOGIA pag. 2**

**CAP. 3 APPLICAZIONI DI METODOLOGIE GIS ALL’**

**ELABORAZIONE DI CARTE DI FRANOSITA’ pag. 4**

**3.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO pag. 4**

**3.2 LINEAMENTI GEOLOGICI GENERALI pag. 5**

**3.3 TETTONICA pag. 13**

**3.4 SISMICITA’ DELL’ AREA pag. 16**

**3.5 FRANOSITA’ DELL’AREA pag. 19**

**3.6 METODOLOGIE PER LA DETERMINAZIONE**

**DELLA PERICOLOSITA’ PER FRANA pag. 20**

**3.7 APPLICAZIONE DI METODOLOGIE GIS NELLA**

**ELABORAZIONE DI CARTE DI FRANOSITA’ pag. 23**

**3.7.1 ANALISI STATISTICHE pag. 25**

**3.7.2 CARTA DELL’ INDICE DI FRANOSITA’ AREALE pag. 28**

**3.7.3 ANALISI DEI FATTORI DI INSTABILITA’ pag. 33**

**3.7.4 ANALISI DELLA TIPOLOGIA DI DISSESTO**

**PER COLATA RAPIDA (DEBRIS FLOW) E L’UTILIZZO DEL**

**MODULO SHALSTAB pag. 35**

**CAP. 4 CONCLUSIONI pag. 40**

**BIBLIOGRAFIA pag. 41**

# **CAP 1**

## **INTRODUZIONE**

Nel sottobacino del Serchio - Gramolazzo, ricadente nel Foglio geologico 1:100000 n° 96 Massa, è stato condotto dal Servizio Geologico Nazionale (Amanti et Alii, 1997) un rilevamento di tipo geologico - geomorfologico (alla scala 1:5000) finalizzato allo studio della franosità dell'area.

Inoltre, è stata condotta una campagna di indagine di tipo geomeccanico volta alla definizione delle principali caratteristiche litotecniche delle varie litologie presenti nel settore in studio.

A conclusione del rilevamento di terreno sono state elaborate una serie di carte tematiche (litologia, uso del suolo ecc...) e si è costruito un modello digitale del terreno (DEM); successivamente, la cartografia tematica è stata informatizzata mediante l'utilizzo del software ArcView Gis 3.x.

L'insieme di tali dati hanno costituito gli strati informativi (in formato shape file e grid) di partenza necessari per effettuare le analisi oggetto del presente studio, che ha riguardato l'applicazione di metodologie GIS all'elaborazione di carte di franosità.

## CAP 2

# METODOLOGIA

Il presente studio ha visto l'utilizzo di una serie di **metodologie GIS (Geographical Information System)** che hanno consentito di elaborare delle analisi statistiche e delle cartografie utili per la definizione delle caratteristiche di franosità del sottobacino del Serchio - Gramolazzo.

Nel presente studio vengono trattati fenomeni caratterizzati da una forte connotazione spaziale, per il cui studio è necessario gestire congiuntamente le componenti informative alfanumeriche e geografiche. Per tale ragione si è scelto di utilizzare i GIS, che per definizione, (Burrough, 1986), costituiscono *“un potente set di strumenti atto a raccogliere, immagazzinare, recuperare, trasformare e visualizzare dati spaziali del mondo reale”*.

Gli strati informativi di partenza, in formato shape file e grid, sono stati analizzati sfruttando principalmente le funzionalità del modulo Spatial Analyst del software ArcView Gis.

In particolare, è stata analizzata la tipologia di dissesto gravitativo per colata rapida (debris flow), per il cui studio preliminare si è utilizzato il modulo Shalstab di ArcView Gis.

# **CAP 3**

## **APPLICAZIONI DI METODOLOGIE GIS ALL’ ELABORAZIONE DI CARTE DI FRANOSITA’**

### **3.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO**

Il sottobacino del Serchio - Gramolazzo si trova nella Toscana nord - occidentale (fig.1), in provincia di Lucca, e ricade nei territori comunali di Minucciano, Giuncugnano e Piazza al Serchio.



**Figura 1**

Il settore in studio fa parte della catena delle Alpi Apuane ed è posto al confine tra la Garfagnana (ad Est) e la Lunigiana (ad Ovest); l'area ricoperta dal sottobacino è di circa 75 Km<sup>2</sup>.

## 3.2 LINEAMENTI GEOLOGICI DELL' AREA

Il settore in studio fa parte di un'area in cui affiorano varie unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale (Bortolotti, 1992); quest'ultimo, con andamento NW - SE e vergenza verso NE, comprende una successione di vari domini paleogeografici caratterizzati ognuno da una propria sequenza stratigrafica e da una propria storia.

Partendo dalle aree più occidentali si possono riconoscere **due grandi gruppi di domini**: ad W vi è quello caratterizzato da un substrato costituito da crosta oceanica (Oceano Ligure - Piemontese) mentre ad E vi è quello con substrato costituito da crosta continentale (Adria).

Considerando l'Appennino Tosco - emiliano si distinguono da W verso E cinque domini principali, tre **oceanici** (uno delle **Liguridi interne** e due delle **Liguridi esterne**) e due **continentali** (**Dominio Toscano** e **Dominio Umbro - Romagnolo e Marchigiano - Adriatico**).

Nella zona di transizione tra i due gruppi si può distinguere un ulteriore dominio, il dominio Sub - Ligure, per alcuni limitato al solo **complesso di Canetolo**, per altri comprensivo anche del **Supergruppo della Calvana**.

### DOMINI OCEANICI

#### **Dominio Ligure interno**

E' costituito da una successione, il **Supergruppo del Vara**, che al di sopra del substrato oceanico Giurassico, presenta una sezione pelagica (Giurassico sup - Cretacico inf.) che evolve verso una deposizione con apporti continentali da W provenienti dal margine europeo in parte emerso; si passa dalla sedimentazione fine dei Complessi basali a quella più

torbiditica e grossolana che si esaurisce alla fine del Cretacico o all'inizio del Terziario, momento in cui il dominio è interessato da intensi movimenti orogenici (fasi Liguri).

Il Flysch cretaceo presenta facies di delta sottomarini, che crescono progradando verso un bacino abissale profondo posto più ad E.

### **Domini Liguri esterni**

Si trovano ad oriente del Dominio Ligure interno e si differenziano da quelli precedenti in quanto al di sopra dei Complessi basali le correnti torbide non provengono più dallo smantellamento di rilievi emersi del margine europeo posti ad W, ma soprattutto dalla risedimentazione dei fanghi calcareo - marnosi della scarpata continentale europea posta a Settentrione (Flysch ad Elmintoidi dei Supergruppi del Sambro, del Trebbia e del Baganza).

Siamo probabilmente ancora in un ambiente di piana abissale oceanica. In questo dominio, la sedimentazione torbiditica termina, a seconda delle zone, in periodi leggermente diversi, tra il Paleocene e l'Eocene inf. - medio. Anche in questo caso la deposizione sembra sia stata interrotta dai movimenti orogenetici delle fasi Liguri.

Spostandoci ancora più a E si giunge in prossimità del margine occidentale del continente Adria. Questo terzo dominio è il più esterno (nord – orientale) dei domini liguri e vi si depongono i termini del **Supergruppo della Calvana**.

Non se ne conosce con assoluta certezza il substrato e il Flysch cretaceo, che qui costituisce grandi lenti entro un complesso di base, proverrebbe dallo smantellamento del margine occidentale della placca adriatica; nell'Eocene inf. - medio la sequenza termina con un nuovo Flysch calcareo - marnoso. Per alcuni autori non si tratterebbe più di un dominio oceanico e ci si potrebbe trovare già sopra al margine occidentale della crosta continentale dell'Adria.

La deposizione torbiditica terminerebbe a causa delle già citate fasi tettoniche Liguri.

I terreni depositi in questi domini oceanici subiscono, come si è visto, un'intensa tettonizzazione tra il Paleocene e l'Eocene medio. Questa porta al loro appilamento in estese falde e alla chiusura dell'oceano ligure - piemontese. I movimenti traslativi avvengono prevalentemente in ambiente subacqueo. Questo perdura anche dopo la completa sovrapposizione delle varie unità tettoniche, tanto che su questi terreni corrugati si impostano vari bacini minori entro cui si depongono sequenze ricche di detriti silicoclastici, coevi con quelli dei più esterni domini continentali (Successioni Epiliguri).

Prima di giungere ai domini sicuramente posti su crosta continentale si incontra un **dominio secondario, di transizione**, in cui si è depositato il **complesso di Canetolo**. Questo ha una sedimentazione simile a quella dei domini oceanici nella parte basale oceanica, e invece simile a quella dei domini continentali più orientali nella parte superiore oligocenica.

## DOMINI CONTINENTALI

Nei domini sicuramente situati sulla crosta continentale adriatica, la deposizione inizia nel Trias medio - superiore, sopra l'antica catena sud - ercinica smantellata dall'erosione.

### **Dominio Toscano**

In questo dominio la deposizione inizia con una sezione basale clastica triassica, prima continentale poi di mare sottile, seguita da depositi evaporitici. In seguito il continente ercinico viene completamente sommerso; non si hanno più apporti terrigeni (Giurassico) e si instaura una piattaforma carbonatica che si approfondisce progressivamente. In un ambiente più profondo si depongono dal Lias superiore al Cretacico inferiore sedimenti pelagici calcareo - silicei. In questo periodo nel dominio Toscano si può riconoscere una serie di dorsali e bacini più o meno paralleli al supposto margine continentale. All'inizio del Cretacico superiore si ha una deposizione terrigena argilloso - carbonatica che ricorda da vicino i complessi basali dei domini liguri. L'inizio della deposizione detritica coincide con l'inizio delle fasi compressive che porteranno nell'Eocene alla chiusura dell'oceano. In tempi molto posteriori (Oligocene) la deposizione evolve verso sedimenti torbiditici silicoclastici.

## DOMINI PALEOGEOGRAFICI TARDIVI

Dopo la fase Ligure le distinzioni in sottodomini liguri non ha più senso e viene sostituita dal concetto di **Dominio Epiligure post - Eocene medio** (costituito da bacini satelliti), che inizia la sua evoluzione mentre continua quella del Dominio Toscano. Analogamente dopo la fase toscana intra - tortoniana, il Dominio Toscano scompare e viene sostituito dal concetto di **Dominio Epitosciano post – tortoniano p.p.** (costituito da bacini estensivi sul lato tirrenico dell'Appennino, in progressiva migrazione verso l'esterno della catena).

Il dominio Epiligure è quello più complesso e di maggiore durata, tale da meritare una articolazione. E'conveniente distinguere almeno due sottodomini: uno interno o intrappenninico ed uno esterno o frontappenninico, ben individuati a partire dal Messiniano e

caratterizzati da facies marcatamente diverse (transizionali o continentali le prime, marine le seconde). Prima del Messiniano il Dominio Epiligure, limitato all'area intrappenninica, è rappresentato dalla successione Ranzano - Bismantova o epiligure propriamente detta; essa è marina, silicoclastica prima, vulcanoclastica poi e infine carbonatico - pelitica, e presenta cospicue segmentazioni sinsedimentarie locali, oltre a variazioni sequenziali nel tempo.

## **STRATIGRAFIA**

### **Le Unità carbonatico - silicee**

Per quanto riguarda le formazioni della Successione Toscana affioranti nella porzione nord - orientale dell'Appennino Settentrionale, il termine più antico è rappresentato dalle evaporiti del Trias sup. (Formazione Evaporitica o Formazione di Burano) che si osservano in limitati affioramenti nell'area compresa tra la valle del Fiume Secchia e la Pania di Corfino. All'interno dell'ambiente evaporitico si trovava un braccio di mare a salinità pressoché normale dove si depositavano carbonati di mare sottile (come i Grezzoni delle zone metamorfiche Apuane).

Con il Norico sup. la sedimentazione carbonatica di mare sottile si è spostata più a SE (Formazione della Pania di Corfino).

Durante il Retico le facies calcareo - marnose migrano verso E e S e si estendono a tutto l'Appennino Settentrionale.

A partire dal Retico sup. sono cessati gli apporti argillitici e la sedimentazione è divenuta ovunque carbonatica. Tale cambiamento, che corrisponde anche ad una diminuzione della profondità dell'ambiente di sedimentazione, è avvenuto durante il Retico sup. nelle aree sud - orientali (Val di Lima - Val di Serchio) ed al passaggio Retico - Hettangiano nelle aree Nord occidentali (La Spezia - alta Garfagnana).

Nell'area Val di Lima - Valle del Serchio si ha lo sviluppo della piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio, con facies di mare sottile.

Nell'intervallo Hettangiano sup. - Sinemuriano inf. ha avuto luogo un'importante fase tettonica distensiva che ha portato alla frammentazione della piattaforma carbonatica ed al suo annegamento che si è sviluppato con modalità differenziate nelle varie aree.

In questa fase si è sviluppata la sedimentazione del Rosso Ammonitico.



Alla fine del Liassico medio l'intera area toscana è soggetta a sedimentazione calcareo - silicea di ambiente francamente pelagico (Calcare Selcifero di Limano), già iniziata precocemente in alcune aree ristrette.

Dal Lias medio ha avuto luogo un costante approfondimento dell'ambiente di sedimentazione anche se in modo differenziato.

Al di sopra del calcare selcifero di Limano, a profondità crescenti, si sono depositate le Marne a Posidonia e le Marne Diasprine. Probabilmente a cavallo tra il Baiociano ed il Batoniano si sono avuti i primi importanti apporti di sedimenti carbonatici grossolani con clasti di mare sottile, provenienti da sorgenti esterne al bacino ( Torbiditi del Calcare Selcifero della val di Lima).

A partire dal Batoniano e per quasi tutto il Malm, la sedimentazione è avvenuta sotto il livello di compensazione dei carbonati, dove si sono deposte le radiolariti dei Diaspri Toscani.

Alla fine del Giurassico si è verificato uno sviluppo esplosivo del nannoplancton e sono iniziati gli apporti argillosi: le radiolariti sono state sostituite dapprima dalle marne silicee (facies degli Scisti ad Aptici) e quindi della Maiolica che presenta rilevanti variazioni di spessore. Infatti, a partire dal Lias medio nella Toscana settentrionale si sono sviluppate quattro zone con andamento NE - SW.

A partire da NW queste zone sono:

- il bacino della Spezia, con tassi di deposizione relativamente bassi;
- l'alto Roggio - Pania di Corfino, con tasso di sedimentazione molto basso; le formazioni del Giurassico - Cretacico inf. hanno spessori limitati, con presenza di lacune di sedimentazione;
- il solco del Serchio - Lima con un elevato tasso di sedimentazione; nella parte assiale di questo bacino lo spessore massimo dei depositi di età compresa tra il Lias medio ed il Cretacico inf. raggiunge i 1300m; sono frequenti i livelli costituiti da torbiditi calcaree con granuli di mare sottile, provenienti dai quadranti settentrionali;
- l'alto di Monsummano - Montecatini con un tasso di sedimentazione basso e spessori delle formazioni al di sopra del Rosso Ammonitico relativamente ridotti.

A partire dalla fine del Cretacico inf. fino all'Oligocene si è sviluppata la sedimentazione degli Scisti Policromi costituiti da litologie diverse con apporti sedimentari complessi.

La presenza di lacune di sedimentazione alla base e all'interno di questa formazione, unitamente alla presenza di corpi di brecce, indica l'instaurarsi a partire dal Cretacico inf. di un'importante attività tettonica forse connessa alle prime fasi di chiusura dell'Oceano Ligure - piemontese.

L'attività tettonica medio - cretacea ha portato al basculamento di grossi blocchi, dove brecce del Cenomaniano poggiano in discordanza su tutte le formazioni più antiche, a partire dal calcare Massiccio.

Nella Toscana Settentrionale la distribuzione degli alti e bacini è perdurata nelle grandi linee fino all'Oligocene medio; infatti, nel solco del Serchio - Lima si hanno anche i maggiori spessori delle calcareniti degli Scisti Policromi.

## **Le Unità detritiche**

Sui fondali marini del **Dominio Toscano** si depositò tra l'Oligocene medio - sup. e il Miocene inf. e medio un'imponente coltre di **sedimenti torbiditici terrigeni arenacei e marnoso - siltosi**. La loro attuale area di affioramento si estende dall'Appennino parmense fino a S del Trasimeno, con spessori che si aggirano sui 1500 - 3000 m.

Rappresentano le rocce più diffuse in superficie del Dominio Toscano e danno corpo all'ossatura principale della catena e a molti dei suoi rilievi più elevati.

Per quanto riguarda le **torbiditi**, queste per quanto potenti ed estese, hanno caratteri litologici relativamente poco variabili. Sono rappresentate da sovrapposizione di strati spessi da pochi cm a qualche m, costituiti internamente da una porzione arenacea, in genere grossolana, che sfuma verso l'alto ad arenaria fine o silt e, nella parte più alta dello strato, ad argilliti siltose o marne.

La successione arenacea oligo - miocenica è suddivisibile in poche formazioni.

Bisogna ricordare, in relazione al quadro stratigrafico adottato, la presenza di due importanti elementi geologici dell'Appennino Settentrionale; si tratta di due allineamenti strutturali che si estendono per decine di Km parallelamente alla direzione longitudinale della catena, in corrispondenza dei quali le successioni torbiditiche sono coinvolte in ampi sovrascorrimenti ed in strutture complesse, con estese porzioni rovesciate.

L'allineamento più esterno (più orientale) separa gli affioramenti del Dominio Umbro - Romagnolo, ad E, da quelli riferibili all'Unità Cervarola - Falterona, ad W. La potenza è di

circa 2000 m e tale unità strutturale è scollata e sovrascorsa verso NE sulla Marnoso - Arenacea del Dominio Umbro - Romagnolo.

L'altro allineamento segna l'accavallamento tettonico (con trasporto tettonico verso NE) della Falda Toscana sull'Unità Cervarola - Falterona.

### **Le formazioni torbiditiche terrigene della Falda Toscana**

La porzione torbiditica oligo - miocenica della Falda Toscana ha spessori sui 2000 - 3000 m e poggia sugli Scisti Policromi (= Scaglia Toscana). E' rappresentata inferiormente dalle torbiditi prevalentemente arenacee del Macigno e superiormente dalle torbiditi arenacee e arenaceo - marnose delle Arenarie di M.te Modino. Chiudono la successione le Marne di Pievelago.

Il Macigno è una formazione torbiditica; è rappresentata da potenti strati arenaci con spessore da 1 a 3 m con massimi di alcune decine di m. Occasionalmente vi sono anche strati torbiditici calcareo - marnosi meno spessi e strati argillosi.

Nell'area dell'Abetone e dei Mti. del Chianti lo spessore del Macigno raggiunge i 1600 m. L'età (nell'area dell'Abetone) è assegnata all'Oligocene medio - sup. Aquitaniano - Burdigaliano inf.. Superiormente passa alle Arenarie di M.te Modino.

Le **Arenarie di Monte Modino** sono arenarie torbiditiche da medie a grossolane in strati di 100 - 150 cm (spessori massimi fino a 15 - 20 m) intercalate a pacchi spessi alcuni metri di arenarie fini e siltiti in strati sui 10 - 50 cm. Le porzioni più fini degli strati sono in genere rappresentate da marne e marne - siltose marrone chiaro o grige e talora da argilliti nere.

Lo spessore si aggira sui 1600 m nell'area abetonese e in quella chiantigiana; l'età è del Miocene inf. Superiormente passano alle Marne di Pievelago.

### **Le formazioni torbiditiche terrigene dell'Unità Cervarola - Falterona**

Sopra una sequenza basale marnoso - argilloso - calcarea, essenzialmente paleogenica, nota come **Scisti Varicolori** (= **Scisti Policromi**), fa seguito una formazione torbiditica, prevalentemente arenacea grossolana, denominata Arenarie di M. Falterona. Questa passa verso l'alto ad un'altra formazione torbiditica, denominata Arenarie di M. Cervarola, caratterizzata da strati arenaceo - siltitici sottili con abbondante porzione siltoso - marnosa. La successione dell'Unità Cervarola - Falterona è chiusa da sedimenti essenzialmente marnosi come le Marne di Vicchio.

**Arenarie di M.te Falterona.** Tale formazione è caratterizzata da una porzione inferiore con prevalenti torbiditi arenacee medio - grossolane in strati da spessi a molto spessi, con sottili interstrati marnoso - siltosi e da una porzione superiore in cui sono più ricorrenti gli strati fini e sottili. Lo spessore massimo si aggira sui 1500 m. Le Arenarie di M. Falterona passano gradualmente alle sovrastanti **Arenarie di M. Cervarola** che consistono in una alternanza regolare di arenarie torbiditiche fini e marne siltose. Negli strati, di regola spessi da pochi cm a qualche dm, la parte arenacea e quella pelitico - marnosa tendono ad equivalersi. Lo spessore massimo affiorante è sui 1000 - 1500 m.

La sedimentazione delle Arenarie di M. Cervarola è avvenuta nell'Aquitaniense – Langhiano.

## **Il Plio - Quaternario continentale**

Dopo le ultime intense fasi compressive (Fase Toscana, intratortoniana) che hanno completato la struttura dell'Appennino Settentrionale iniziano, nelle aree più occidentali nel Miocene sup. per spostarsi via via fino al crinale appenninico nel Quaternario antico, delle fasi disgiuntive che danno origine ad una serie di depressioni tettoniche. Nelle parti più abbassate si impiantano dei bacini chiusi che, riempiti dalle acque, diventano sede di una sedimentazione lacustre (ad esempio i laghi di Castelnuovo e Barga del Pliocene sup.).

Tali depositi lacustri plio - quaternari costituiscono il **Dominio Epitoscano** e sono tutti detritici; si va dalle argille basali (che costituiscono la maggior parte del riempimento dei bacini) ai conglomerati che al tetto segnano la chiusura della sedimentazione lacustre.

## **DOMINIO SUB - LIGURE**

### **Complesso di Canetolo**

Questi terreni, che poggiano direttamente sulle formazioni torbiditiche del Dominio Toscano (un tempo riferiti genericamente all'Alberese o alle Argille scagliose) sono indicati come Unità alloctone "subliguri" e sono raggruppati nel **Complesso di Canetolo**. Essi sono costituiti da litologie prevalentemente argilloso - calcaree alla base, mentre nella parte superiore sono presenti torbiditi arenaceo - pelitiche e talora conglomeratiche che riposano in discordanza sulle precedenti facies.

Il **Complesso basale** cretaceo sup. - eocenico, è costituito da argilliti nerastre con strati di calcari, calcareniti e arenarie calcaree gradati. Nella sua parte alta eocenico inf. - media compaiono livelli, spessi anche centinaia di metri, di calcari di **Gropo del Vescovo**; spessi banchi torbiditici calcareo - marnosi, spesso con base calcarenitica, di colore grigio abbastanza scuro, intercalati con argilliti grigio scure presenti in proporzione variabile. Anche questa formazione è un Flysch ad Elmintoidi, che ricorda i flysch calcareo - marnosi dei domini liguri, anche se contiene una maggiore quantità di argilliti.

Per ciò che riguarda la porzione eocenico superiore - oligocenica, in Toscana, sopra al Complesso basale compare un solo corpo arenaceo torbiditico: le **Arenarie di Monte Senario**, arenarie quarzoso - feldspatiche e con aspetto e composizione simile al Macigno del Dominio Toscano.

## **DOMINIO LIGURE ESTERNO**

### **Supergruppo della Calvana**

Questa successione si è deposta probabilmente nella porzione più orientale del Dominio oceanico Ligure - piemontese. Essa avrebbe avuto ad O le successioni della Val Trebbia e ad E il Complesso di Canetolo. Costituisce attualmente una unità tettonica che nell'area considerata poggia sull' Unità di Canetolo.

Le unità litostratigrafiche del supergruppo sono costituite da un complesso basale prevalentemente pelitico e da unità torbiditiche.

Il **Complesso basale** è una unità composita, con una grande variabilità di facies ed è diviso in varie formazioni. Le **Argille a Palombini** sono il termine più basso della sequenza (Cretacico inf. - parte inferiore del Cretacico sup.). Sono costituite in prevalenza da argilliti grigio - avana, con rari interstrati di calcari silicei. Al tetto passano alla **Formazione di Sillano**, che è la più estesa. Essa è costituita da argilliti varicolori con irregolari intercalazioni di arenarie quarzoso - calcaree e calcareniti, finemente stratificate, di marne e calcari marnosi grigio chiari; nella facies più comune le argilliti sono prevalenti.

La Formazione di Sillano contiene al suo interno grandi lenti di materiale torbiditico che costituiscono la Pietraforte. Data la natura prevalentemente argillitica di questa formazione, la deformazione tettonica è spesso assai intensa e ciò rende molto difficile calcolare lo spessore

originario, che dovrebbe aggirarsi su qualche centinaio di metri. L'età è compresa tra la parte bassa del Cretacico sup. ed il Paleocene.

Segue la **Formazione di Villa a Radda** che è caratterizzata dalla quasi assoluta assenza di termini litoidi e infatti, le argilliti varicolori diventano il solo componente. Dove è presente, tale formazione si trova nella parte più alta del Complesso di base. Lo spessore è al massimo di poche decine di metri.

Procedendo verso il margine adriatico le F.ni di Sillano e Villa a Radda tendono ad essere sostituite progressivamente dalla Formazione di Pugliano e poi dalle Argille Varicolori della Val Marecchia.

### **Supergruppo del Trebbia**

E' una unità litostratigrafia di rango superiore nella quale sono riuniti gruppi o successioni del Dominio Ligure, caratterizzati, al di sopra del Complesso di base, da Flysch ad Elmintoidi calcareo - marnosi del Cretacico sup. e da Flysch paleocenico - eocenici a dominante pelitico - arenacea. Le successioni più importanti e meglio rappresentate nell'Appennino Settentrionale sono quelle del M.te Antola - T. Albirola, di Bettola - Farini d'Olmo e del M.te Caio - M.te Dosso. Tali unità si trovano in prevalenza nell'Appennino modenese ma importanti affioramenti si trovano anche in **Lunigiana e Garfagnana** e nella Toscana meridionale.

## **3.3 TETTONICA**

### **Assetto tettonico generale**

L'Appennino Settentrionale è una catena orogenica (Coli, 1992) strutturalmente complessa, formatasi a partire dal Cretacico sup. in seguito alla chiusura dell'Oceano Ligure - piemontese ed alla susseguente collisione della placca Europea (Corso - Sarda) con quella adriatica (= Adria, Insubria). In questa complessa storia tettogenica si possono distinguere una fase oceanica ed una intracontinentale.

La fase oceanica inizia al limite tra il Cretacico inf. e il Cretacico sup., e termina nell'Eocene medio con la completa chiusura dell'Oceano Ligure - piemontese. Durante tale fase si forma un prisma di accrezione costituito dall'impilamento per sottoscorrimento verso O delle coperture oceaniche e di parte del loro basamento (Unità Liguri). Segue nell'Eocene medio - sup. la collisione tra il margine continentale europeo (Sardo - corso) e quello adriatico che dà inizio alla fase intracontinentale dell'orogenesi appenninica, sviluppatasi essenzialmente a spese del margine continentale adriatico occidentale.

In questa fase si ha lo sviluppo di una **tettonica a thrust e falde** con sottoscorrimento verso O delle Unità Toscane, prima, e di quelle Umbro - marchigiane poi, sotto le unità precedentemente impilate. Fenomeni gravitativi e di retroscorrimento, anche importanti, accompagnano in superficie questa strutturazione crostale. In questa fase il fronte compressivo, che migra verso E, è seguito, a partire dal Miocene medio, da un fronte distensivo, legato alla distensione crostale che ha portato all'apertura del Bacino Tirrenico.

Attualmente i due regimi tettonici diversi coesistono in due fasce contigue della catena: nel versante tirrenico è attivo il regime distensivo, in quello adriatico quello compressivo.

Questa complessa storia tettonica ha portato prima (Cretacico sup. - Eocene) allo sradicamento delle Unità Liguri dal loro substrato oceanico e al loro appilamento su se stesse secondo un ordine tettonico - geometrico che vede in alto le unità più interne e in basso le più esterne: l'Unità del Sambro (Cretacico - Eocene inf.) sovrasta tettonicamente l'Unità del Vara (Giurassico medio - Cretacico sup.) e questa a sua volta l'Unità del Trebbia o quella del Baganza (Cretacico sup. - Eocene medio) che sovrasta tettonicamente l'Unità della Calvana di età Cretacico sup. - Eocene.

Tutto questo **complesso di Unità Liguri sovrasta tettonicamente l'Unità di Canetolo** (Eocene - Oligocene) attribuita ad una zona di transizione con il margine continentale adriatico. Successivamente, dopo la messa in posto della **Falda Toscana (Dominio Toscano interno)**, avvenuta nel Miocene medio - sup., sopra la più esterna Unità Cervarola - Falterona, le Unità Liguri si sono rimosse, per mettersi in posto prima sopra la Falda Toscana, e poi sopra l'Unità Cervarola - Falterona già sovrascorsa verso E (Tortoniano) sulla Marnoso arenacea (Dominio Umbro - romagnolo). Nel frattempo erano cominciati nelle aree più occidentali i movimenti disgiuntivi che hanno portato, attraverso una serie di faglie normali principali immergenti verso O, allo smembramento della catena a falde precedentemente costituita, con lo sviluppo di **depressioni tettoniche a semi - Graben** (bacini intermontani), sempre più giovani da O verso E. In particolare, i **bacini della Lunigiana e della Garfagnana** si sono sviluppati dal Pliocene superiore. La struttura tettonica di tali bacini vede normalmente una serie di faglie normali a gradinata, che immerge verso O, poste sul margine orientale. Si tratta di faglie probabilmente listriche che si raccordano in basso ad una faglia basale. Sul margine occidentale si può avere una serie di eventuali faglie antitetiche che provocano il basculamento verso E dei depositi neogenici di riempimento dei bacini stessi, depositi che possono raggiungere anche lo spessore di diverse centinaia di metri. Inoltre, l'intera catena nord - appenninica risulta segmentata in blocchi da fasce di strutture trascorrenti trasversali alla catena stessa (antiappenniniche) che consentono un movimento differenziale

tra blocco e blocco, con entità e modalità di compressione sull'esterno, e di distensione sull'interno, diverse.

**L'Appennino Toscano** (Sani, 1992). L'area dell'Appennino Toscano qui trattata comprende una fascia orientata circa NO - SE, a SO dello spartiacque della catena appenninica.

Le Unità affioranti sono rappresentate dall' **Unità Cervarola - Falterona**, dalla **Successione Toscana** non metamorfica (Falda Toscana), dall' **Unità di Canetolo** e dall'**Unità della Calvana** di provenienza ligure. Tali Unità sono in rapporti tettonici; **le prime due sono sovrapposte nell'ordine enunciato. L'Unità di Canetolo è sovrapposta tettonicamente alla Falda Toscana e all'Unità Cervarola - Falterona** ed è coinvolta insieme a queste negli accavallamenti. **L'Unità della Calvana è sovrapposta tettonicamente a tutte le altre unità** e forma una falda completamente scollata dal substrato e solo localmente implicata nei sovrascorrimenti tra le altre unità. Della Successione Toscana non metamorfica (Falda Toscana) e dell'Unità Cervarola - Falterona affiorano in generale le porzioni più alte costituite da depositi torbiditici di avanfossa scollati in molti casi alla base dal resto della successione stratigrafica.

All'interno della Successione Toscana non metamorfica (Falda Toscana) sono da segnalare una serie di affioramenti delle formazioni mesozoiche che rappresentano probabilmente il fronte più esterno della porzione mesozoica della successione. Tra questi possiamo ricordare l'area della Pania di Corfino, sul versante appenninico della Garfagnana. In tale aree il motivo strutturale è rappresentato per lo più da **pieghe rovesciate con vergenza orientale o nord - orientale**. Dal punto di vista strutturale l'Appennino Toscano è caratterizzato dall'**accavallamento della Falda Toscana sull'Unità Cervarola - Falterona** e in alcuni casi tale accavallamento non si realizza direttamente ma con l'interposizione dell'Unità di Canetolo.

L'età delle formazioni torbiditiche coinvolte negli accavallamenti varia dall'interno all'esterno e va dall'Oligocene sup. del Macigno al Langhiano della parte più interna della Marnoso arenacea e ciò ha permesso di ipotizzare la migrazione dell'avanfossa appenninica dall'Oligocene in poi. Dal punto di vista temporale bisogna distinguere per ogni unità tettonica considerata, il momento di prima messa in posto (dato dall'età dei terreni che segnano l'interruzione della sedimentazione ) da successivi episodi di riattivazione e rimobilizzazione. La prima messa in posto del Macigno dovrebbe essere riferita all'Aquitano - Burdigaliano e quella dell'Unità Cervarola - Falterona al Tortonian. Successivamente alla prima messa in posto, i principali accavallamenti sono stati rimobilizzati



e riattivati dando geometrie molto complesse. Tali fasi compressive sono riferibili principalmente al Messiniano, al Pliocene inf. e al Pliocene sup.

Posteriormente alle fasi compressive responsabili degli impilamenti delle principali unità tettoniche (dall'Oligocene sup. al Pliocene sup.), si è instaurato un regime distensivo che ha portato al parziale smembramento dell'edificio strutturale precedentemente costituito, e alla formazione di alcuni bacini fluvio - lacustri intermontani (Pliocene medio - Pliocene sup.) distribuiti in due fasce parallele alla catena principale.

Il **bacino del Serchio** appartiene alla fascia più interna. Si tratta di bacini allungati parallelamente alla catena (NO - SE) delimitati da faglie normali.

In particolare, (Mazzuoli; Ferrini, 1992) il **Graben del Serchio** ha una **struttura asimmetrica**, con il sistema di faglie principali immerse ad W sul fianco appenninico e le faglie antitetiche ad immersione orientale sul fianco apuano. Tale struttura è tagliata da **faglie trasversali** responsabili delle soglie morfologiche che hanno permesso, nel Pliocene superiore, la formazione di estesi laghi (ad essi sono da ricondurre i depositi fluvio – lacustri che affiorano a Castelnuovo Garfagnana). Quest' area si è sollevata dopo il Pleistocene medio - superiore, costringendo il Serchio ad una deviazione verso W; il fiume si è poi incassato nelle strette tra Ponte di Campia e Castelnuovo Garfagnana.

### 3.4 SISMICITA' DELL' AREA

Come è noto (Keefer, 2002), le sollecitazioni sismiche risultano essere un fattore di instabilità dei versanti e quindi, in uno studio sulla franosità, è necessario delineare le caratteristiche essenziali della sismicità.

L'area della Garfagnana - Lunigiana è stata caratterizzata in tempi storici da forti terremoti che hanno raggiunto M 6 - 6.3 e I pari a IX - X MCS (Castellarin, 1992). Tali eventi sono riconducibili a sorgenti attivate da meccanismi focali distensivi (faglie dirette e trascorrenti distensive).

In particolare (Akinci et Alii, 2004; CPTI - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, 1999), in Garfagnana (fig. 2) si è verificato il più importante terremoto storico dell'Appennino Settentrionale (7/9/1920,  $M_s = 6,3$ ).

In questo studio **l'utilizzo delle metodologie GIS** ha consentito di localizzare rapidamente la posizione degli epicentri in relazione al settore in studio. Tale operazione risulta utile per definire le eventuali relazioni tra sismicità dell'area e franosità.

In particolare, si è preso in considerazione il CFTI (Catalogo dei Forti Terremoti Italiani, 1997) che contiene i dati di M, I, coordinate geografiche ecc., dei più forti terremoti verificatisi dal 461 a. C. al 1990. Tali dati, disponibili come database, sono stati importati nel programma ArcView Gis e successivamente convertiti in formato shape file.

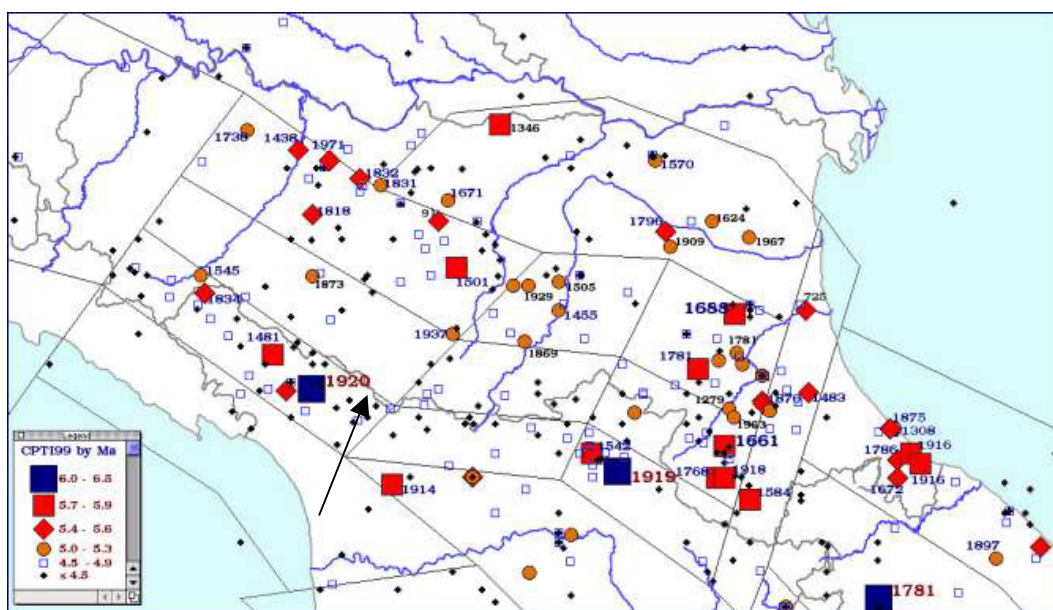
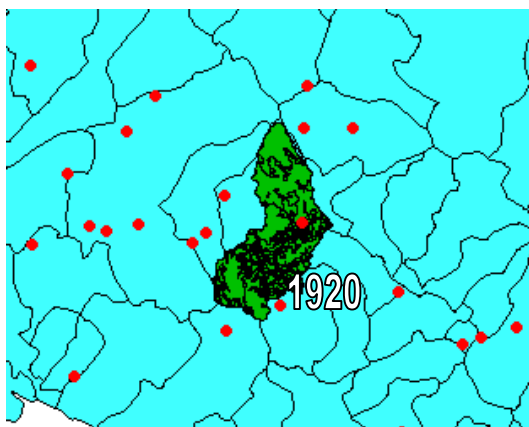


Figura 2. Catalogo CPTI, 1999

Lo shape degli epicentri così ottenuto è stato sovrapposto a quello dei comuni italiani (fig. 3 e fig. 4) ed a quello del sottobacino del Serchio - Gramolazzo; in tal modo si è potuto verificare come il settore in studio coincida con l'area epicentrale del più forte terremoto storico dell'Appennino Settentrionale (7/9/1920, Garfagnana).



**Figura 3. Epicentri dei forti terremoti italiani (CFTI, 1997)**



**Figura 4. Posizione degli epicentri in relazione  
al settore in studio**

In particolare, il terremoto del 1920 in Garfagnana è responsabile (Pellegrini, 1992) della riattivazione della frana di Febbio in provincia di Reggio Emilia (quadrante Nord - orientale del Foglio Massa) dove si è prodotto lo scivolamento dei depositi morenici sul substrato argillitico delle Unità Liguri.

### 3.5 FRANOSITA' DELL' AREA

Per quanto riguarda lo stato di dissesto dell'area in cui ricade il sottobacino del Serchio - Gramolazzo, è noto (Pellegrini, 1992) come in generale l'Appennino Settentrionale sia una delle regioni più franose d'Italia.

La grande diffusione dei dissesti è da addebitare in parte al fatto che la catena Appenninica ha subito in tempi recenti forti dislocazioni verticali, che hanno creato morfologie giovanili e lontane da un equilibrio idrogeologico. A tale dato si deve aggiungere la grande abbondanza di argille in molte delle formazioni affioranti e ciò favorisce lo sviluppo dei dissesti.

In particolare, le Unità Liguri, affioranti diffusamente nel Foglio 96 Massa, sono interessate prevalentemente da scivolamenti rotazionali e colate.

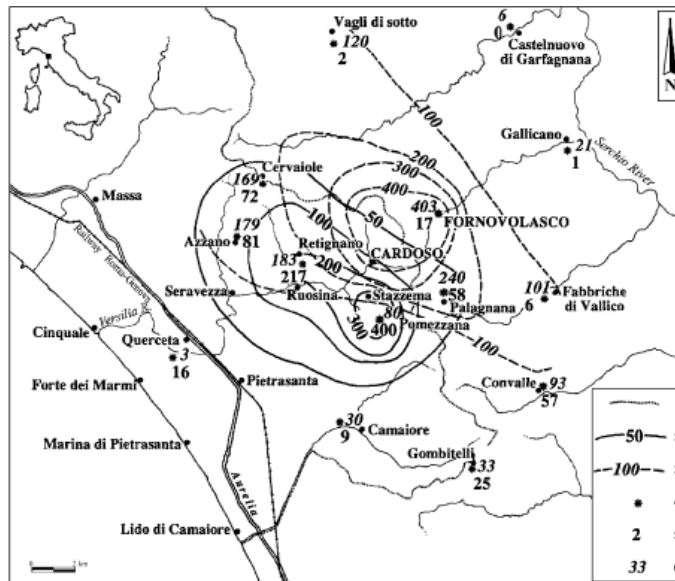
Tra gli scorrimenti rotazionali si può ricordare la frana di Camporaghena (Lunigiana – Massa) che interessa quasi esclusivamente la Formazione della “scaglia rossa” (Cretacico inf. – Oligocene); questa frana, in realtà, è un fenomeno complesso (Pochini et Alii, 1990) classificabile come scorrimento rotazionale multiplo e comprendente diversi dissesti in atto che complessivamente occupano un'area di circa 0,35 Km<sup>2</sup>.

Oltre ai fattori di carattere geologico - geomorfologico, come già si è detto nell'inquadramento geologico a proposito della sismicità dell'area, uno dei fattori di instabilità (almeno in termini di possibili riattivazioni) è rappresentato dalle sollecitazioni sismiche legate a eventi di forte Intensità come quello del 7/9/1920.

Per ciò che concerne i fattori innescanti i fenomeni franosi, bisogna ricordare quelli di carattere meteorologico; il 19 Giugno 1996 le Alpi Apuane sono state interessate da un evento alluvionale di grande portata che ha prodotto circa 350 fenomeni di debris flows in un'area di 170 Km<sup>2</sup> (Annunziati et Alii, 2002). In particolare, le precipitazioni che hanno indotto i debris flows hanno avuto carattere di forte intensità e breve durata (3 - 12 ore).

L'intensità massima (D'Amato Avanzi et Alii, 2004) è stata di 474 mm in 12 h (con un massimo superiore ai 158 mm/h) e si è registrata nei bacini del Cardoso, Mulina e Turrice di Galliciano (fig. 5). In particolare, il bacino del Cardoso ricade nel quadrante sud - orientale del Foglio Massa e quindi a pochi Km dal settore in studio.

Complessivamente l'evento del Giugno 1996 ha prodotto 647 frane di cui 450 sono riferibili a soil slip - debris flows mentre, le altre tipologie di frane sono classificabili (Varnes, 1996) come colate, frane traslazionali, frane roto - traslazionali e crolli.



**Figura 5. Carta delle isoiete – evento alluvionale del 19 Giugno 1996  
(D’Amato Avanzi et Alii, 2004)**

Per quanto riguarda le litologie coinvolte nei fenomeni di soil slip - debris flows, circa il 63 % di questi ultimi hanno interessato la Formazione metamorfica dello Pseudomacigno (arenarie metamorfosate e filliti), ed in generale hanno interessato rocce metamorfiche impermeabili e semipermeabili.

In particolare, nei fenomeni di soil slip - debris flows viene coinvolta la coltre detritica superficiale che ricopre le suddette litologie per uno spessore variabile da 0,5 m a 2 m e solo talvolta sono coinvolte porzioni del bedrock.

### **3.6 METODOLOGIE PER LA DETERMINAZIONE DELLA PERICOLOSITA’ PER FRANA**

La valutazione della pericolosità per frana trova il suo presupposto, a prescindere dal metodo utilizzato, nella qualità dei dati di base che riguardano il territorio oggetto di studio.

A tale proposito, le recenti tecniche utilizzate per la valutazione della pericolosità da frana prevedono l’individuazione dei cosiddetti “domini omogenei” che consistono in porzioni di terreno di riferimento.

Vi sono vari metodi riportati in letteratura per la suddivisione del territorio in domini omogenei (Carrara et Alti, 1995); tra questi sono da annoverare i criteri geomorfologici, geometrici e quelli basati sul concetto di Unità Territoriale Omogenea (UTO).

Secondo quest'ultimo criterio, ogni fattore di instabilità viene descritto mediante poche classi sufficienti ad esprimerne la variabilità; vengono poi prodotte carte tematiche relative a ciascun fattore e l'intersezione tra i diversi tematismi consente di evidenziare diverse UTO caratterizzate, ciascuna, da una specifica combinazione.

E' possibile correlare tali combinazioni con l'evidenza di dissesti osservati nelle aree in studio e ricavare, secondo differenti metodologie, una indicazione sulla propensione al dissesto.

A tale proposito, i **sistemi informativi geografici (GIS)** costituiscono uno strumento per effettuare delle analisi sui domini omogenei e pesare quindi i parametri di instabilità, assegnando diversi livelli di suscettibilità.

Questo specifico obiettivo può essere raggiunto attraverso vari percorsi (Carrara, 1989) suddivisibili in due gruppi principali:

- **metodi qualitativi**
- **metodi quantitativi**

Indipendentemente dalla metodologia prescelta, si opera attraverso le seguenti fasi:

- realizzazione di una **carta inventario dei fenomeni franosi** esistenti nella regione in studio
- preparazione di **carte tematiche** per quei parametri geomorfologici che sono ritenuti direttamente o indirettamente correlati con l'instabilità dei versanti
- valutazione del contributo di ogni parametro all'instabilità del versante
- classificazione della regione in studio in domini di diverso grado di suscettibilità da frana

### **Metodi qualitativi**

Tali metodi (detti anche diretti) si basano sul giudizio soggettivo di chi conduce la valutazione della suscettibilità e, tra questi, quello geomorfologico è il più semplice.

I dati sono acquisiti da osservazioni di campagna sulla cui base si giunge all'accertamento della suscettibilità ed alla sua zonazione.

I principali svantaggi risiedono nella soggettività della selezione dei dati e dei loro pesi, nella difficoltà a comparare carte prodotte da operatori diversi; inoltre, è concettualmente

difficoltosa la procedura di aggiornamento della cartografia qualora siano disponibili dati più recenti o attendibili.

Nel metodo della sovrapposizione di carte tematiche indicizzate vengono selezionati i parametri predisponenti e scelti a priori i fattori discriminanti, in base all'esperienza di chi effettua tale operazioni.

In seguito si suddivide ogni parametro di instabilità in un numero opportuno di classi alle quali viene attribuito un peso e si sovrappongono le carte così indicizzate, ottenendo alla fine una carta di suscettibilità.

## **Metodi quantitativi**

Tali metodi sono finalizzati alla stima quantitativa dei parametri predisponenti il dissesto.

L'attribuzione di pesi su base soggettiva, principale limitazione dei metodi qualitativi, è superata tramite l'applicazione di **tecniche di statistica tradizionale (metodi statistici)**

Tra i metodi quantitativi sono da ricordare, oltre ai metodi statistici, le analisi deterministiche, particolarmente applicabili nel descrivere il grado di stabilità a scala di versante ma che possono essere utilizzate anche in analisi distribuite a scala di bacino.

Nei metodi statistici si confrontano direttamente i parametri rappresentati nelle carte tematiche con la distribuzione delle frane osservate e la validità di tale metodologia è funzione della qualità e quantità dei dati a disposizione

L'analisi statistica di indicatori morfologici, geologici, idrogeologici, geotecnici, vegetazionali ed idrografici consente di ottenere modelli per la zonazione relativa della pericolosità.

Tale metodologia è inoltre raccomandata dal servizio geologico per la realizzazione delle carte di pericolosità alla scala 1:50.000 (Amanti et Alii, 1992).

In generale i metodi di analisi statistica si basano sul seguente schema operativo:

- suddivisione del territorio in unità di terreno omogenee per morfologia, litologia, uso del suolo ecc...ecc...
- attribuzione alle unità di terreno degli attributi di ogni fattore di instabilità mediante opportune variabili tra cui, l'acclività locale, la classe litologica, la classe di uso del suolo
- elaborazione statistica dei dati mediante modelli multivariati (**metodi quantitativi statistici bivariati e multivariati**) regressivi o discriminanti
- rappresentazione cartografica di un indice numerico di pericolosità relativa.

In sostanza si tratta di correlare diverse associazioni di fattori predisponenti il dissesto con l'occorrenza di frane osservate, eventualmente distinte per tipologia.

Da tale analisi statistica si deduce la probabilità di occorrenza di frane di neoformazione sulle diverse unità territoriali

### **3.7 APPLICAZIONE DI METODOLOGIE GIS NELLA ELABORAZIONE DI CARTE DI FRANOSITA'**

I **sistemi informativi geografici (GIS)** costituiscono uno strumento idoneo ad immagazzinare, analizzare e visualizzare tutti i dati relativi ai parametri e variabili in ingresso ai modelli di pericolosità adottati.

Nel caso del presente studio, i dati a disposizione, costituenti ognuno uno strato informativo (in formato shape file e grid), sono stati analizzati utilizzando in particolare le funzionalità presenti in **ArcView Spatial Analyst**.

La disponibilità di un **modello digitale del terreno (DTM)** rappresenta una condizione indispensabile per la realizzazione di modelli cartografici numerici di pericolosità geologica connessa a fenomeni di instabilità dei versanti. Attraverso un DTM è infatti possibile individuare automaticamente le unità territoriali di riferimento e calcolare tutta una serie di parametri geomorfici.

Nel caso del bacino del Fiume Serchio di Gramolazzo i dati disponibili relativi alla base topografica sono stati acquisiti dalla Carta Tecnica Regionale della Regione Toscana (elementi alla scala 1: 5000 e sezioni alla scala 1: 10000)

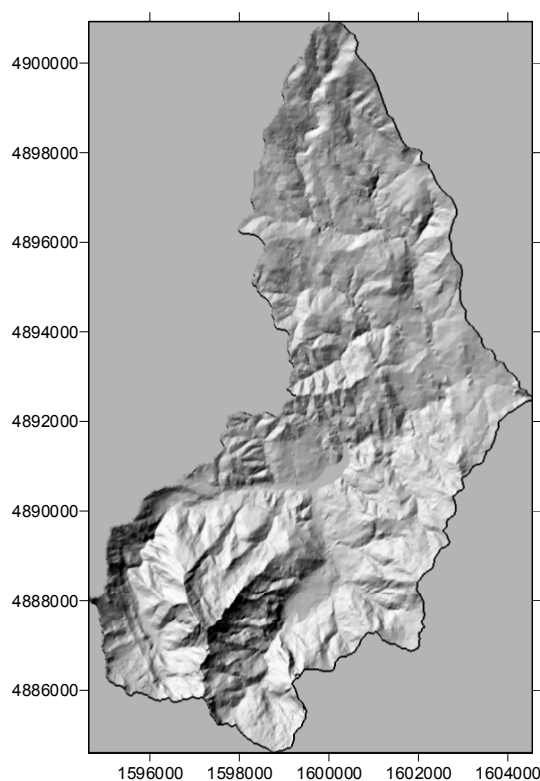
Per generare il DTM sono stati utilizzati i seguenti dati: limiti del bacino, contorno del Lago di Gramolazzo, corsi d'acqua, curve di livello, punti quotati.

La procedura per la generazione del DTM si articola nelle seguenti fasi:

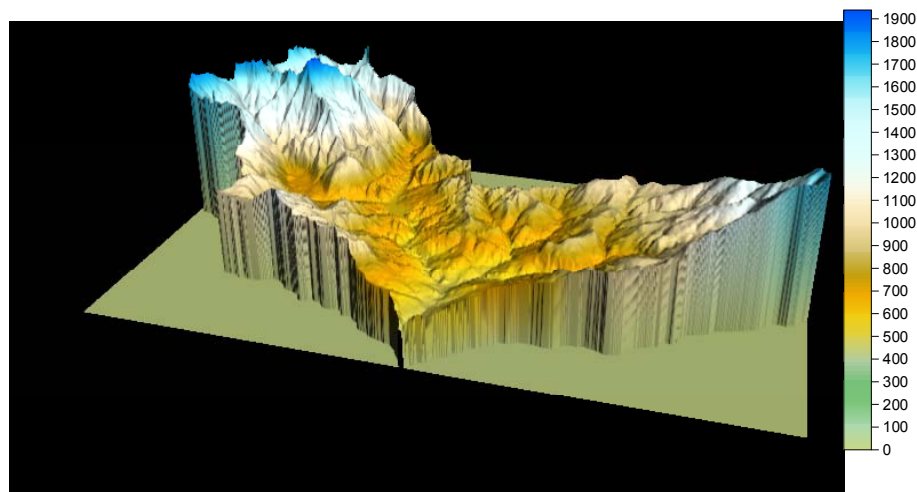


- determinazione delle caratteristiche del rilievo e dei criteri di selezione dei dati
- integrazione dei dati con linee di deflusso, creste e limite del bacino
- generazione del TIN
- verifica del TIN ed eventuale integrazione dei dati

Nelle Figure 6 e 7 si possono osservare rispettivamente, il modello ombreggiato (shaded relief map) e il modello tridimensionale del settore in studio, ottenuti con il programma Surfer importando da ArcView Gis un file di tipo grid. Quest'ultimo deriva da un file di tipo \*.asc trasformato in file grid con il modulo Surfer 2.8 di ArcView Gis.



**Figura 6. “Shaded relief map” del sottobacino  
del Serchio – Gramolazzo**



**Figura 7. Modello tridimensionale del sottobacino del Serchio – Gramolazzo**

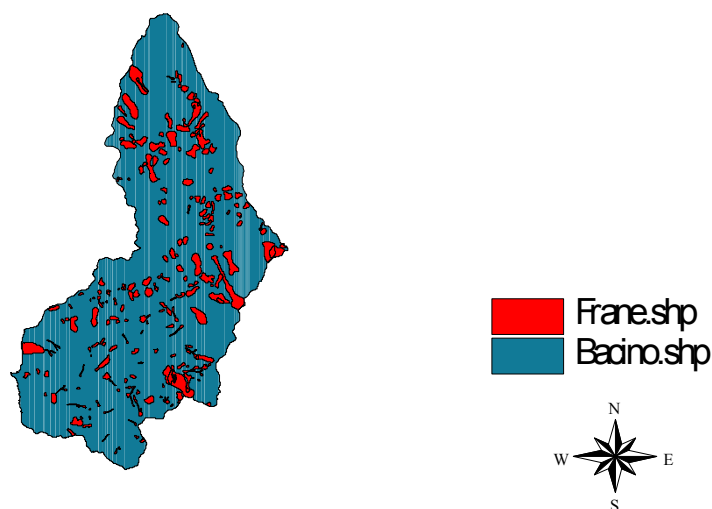
### **3.7.1. ANALISI STATISTICHE**

Utilizzando le funzionalità presenti nel modulo Spatial Analyst di ArcView Gis si sono ottenuti una serie di dati statistici riguardanti le **tipologie di frana** presenti nel settore in studio.

In particolare, come dati di partenza, si sono utilizzati il file grid relativo al modello digitale del terreno e gli shape file relativi alle frane e alla litologia.

Successivamente, tali dati sono stati esportati come file dbf e quindi analizzati con il programma XL, ottenendo infine una serie di grafici.

Le tipologie di frana (Varnes, 1996) osservate sono otto e nel complesso occupano un'area (fig. 8) di 8747200 mq (Tabella 1).



**Figura 8. Distribuzione delle frane  
nel settore in studio**

Come si vede dal grafico di fig.9, le deformazioni gravitative superficiali sono la tipologia di frana più rappresentata arealmente (quasi 2 km<sup>2</sup>).

<b>DESCRIZIONE</b>	<b>AREA (mq)</b>
deformazioni gravitative superficiali	1974000
complesse	1597200
colate	1447200
scorrimenti traslativi	1408400
crolli o ribaltamenti	1018400
deformazioni gravitative profonde di versante	512800
colate rapide	430000
scorrimenti rotazionali	359200

**Tabella 1. tipologie di frana e relative aree**

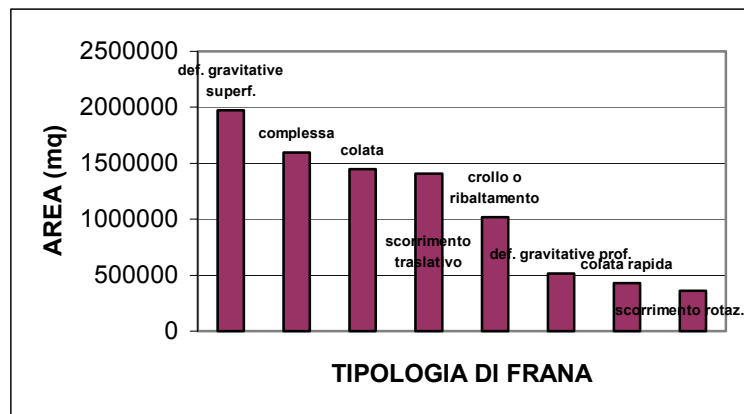


Figura 9. Tipologie di frana e relative aree

Anche per quanto riguarda la frequenza delle frane (fig. 10), le deformazioni gravitative superficiali sono la tipologia di frana più numerosa, seguita da quella dei crolli e ribaltamenti.

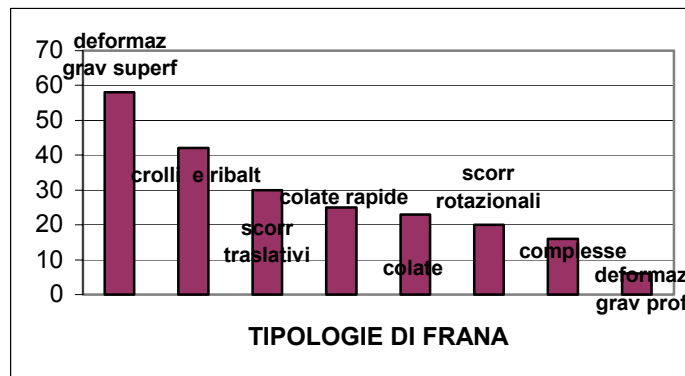


Figura 10. Frequenza delle varie tipologie di frana  
nel settore in studio

### 3.7.2 CARTA DELL' INDICE DI FRANOSITA' AREALE

Al fine di verificare quale litologia, all'interno del sottobacino del Serchio - Gramolazzo, è più propensa al dissesto, è stato effettuato un join di tipo spaziale tra lo shape "punti frana", opportunamente creato, e lo shape "geologia".

Da tale operazione è stato possibile calcolare l'area in frana all'interno di ciascun tipo litologico; dal rapporto percentuale tra quest'ultima e l'area di ciascun tipo litologico si è ottenuto il valore dell'indice di franosità areale espresso in percentuale (fig.12 - 13)

Per quanto riguarda le litologie, nel settore in studio affiorano rocce di natura sedimentaria e metamorfica (fig. 10):

(AG) argille, (AL) alternanze, (AR) arenarie, (BM) breccie metamorfiche, (CC) calcare cavernoso, (CG) conglomerati, (CM) calcari massivi, (CS) calcari stratificati, (DA) depositi alluvionali, (DI) waste disposal, (EL) depositi eluviali, (EN) depositi eluviali coesivi, depositi detritici, (MA) marne, (MM) marmi massivi, (MO) depositi morenici, (MS) marmi stratificati, (OM) ofioliti, (RA) marmi (quarry disposal), (Sc) scaglia, (SI) scisti, (TR) travertini.

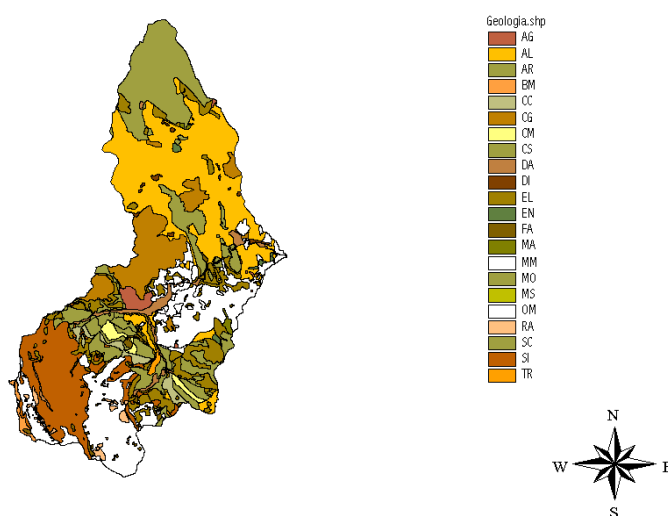


Figura 11. Carta litologica

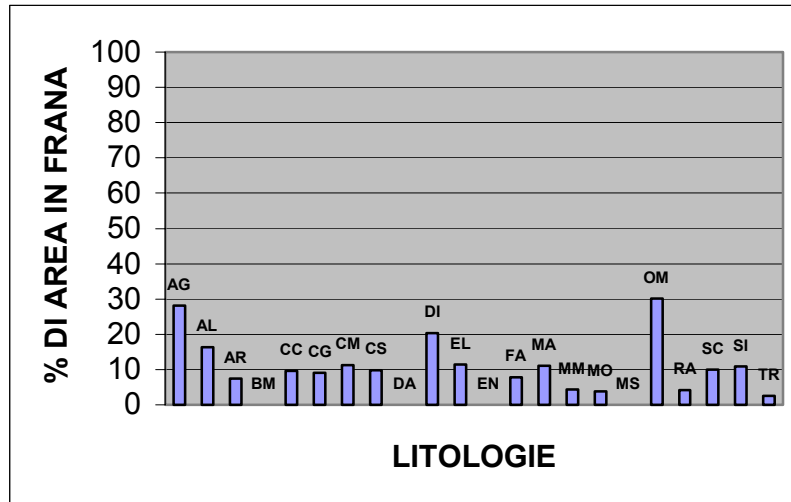


Figura 12. Indice di franosità areale

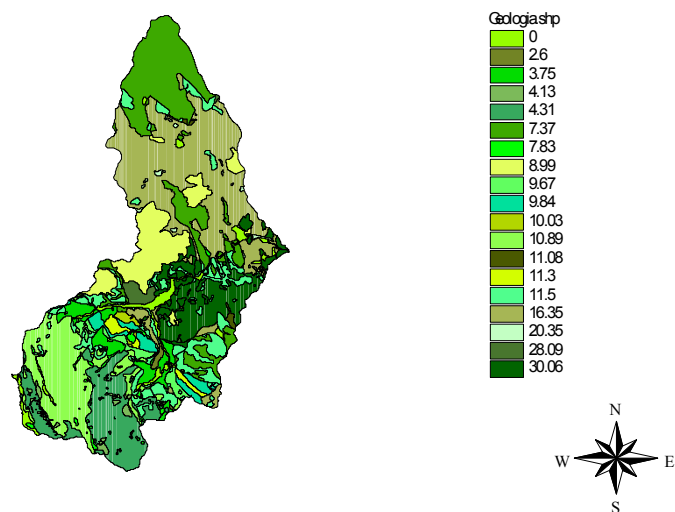


Figura 13. Carta dell'Indice di franosità areale

Inoltre, per ogni tipologia di frana si è calcolato il numero di frane per ciascuna litologia (fig. 14 - fig. 21) affiorante nel settore in studio. Ad esempio, si può osservare come le colate rapide (debris flows) siano la tipologia di frana più frequente nella litologia degli scisti (fig. 14).

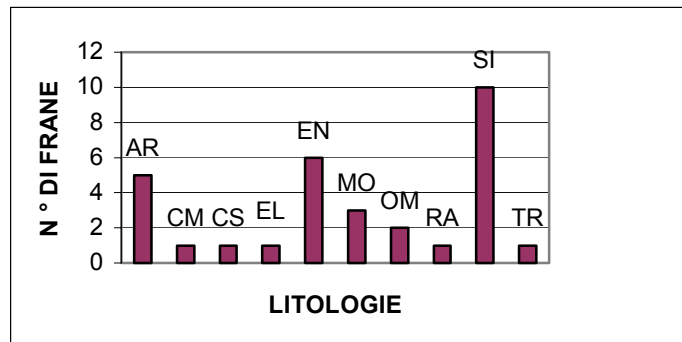


Figura 14. Colate rapide

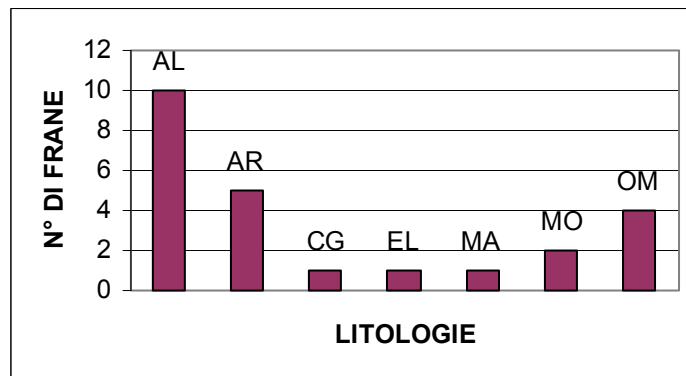


Figura 15. Colate

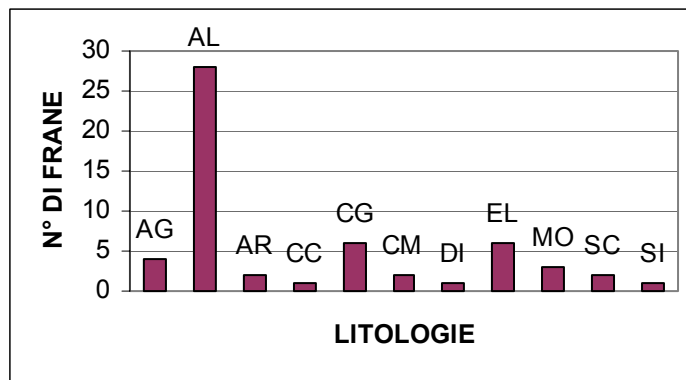


Figura 16. Deformazioni gravitative superficiali di versante

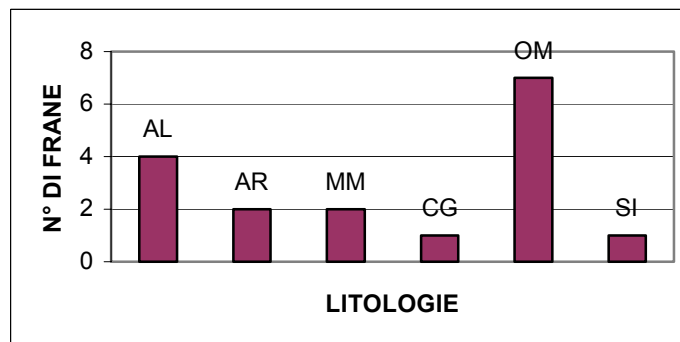


Figura 17. Complesse

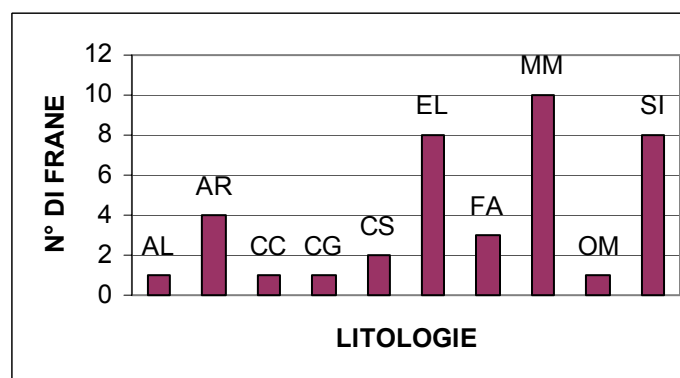


Figura 18. Crolli



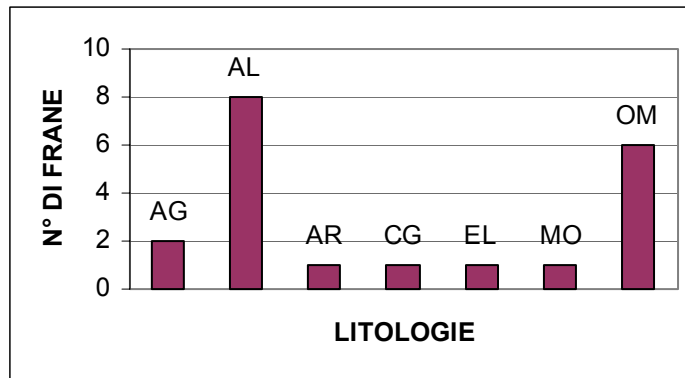


Figura 19. Scorrimenti rotazionali

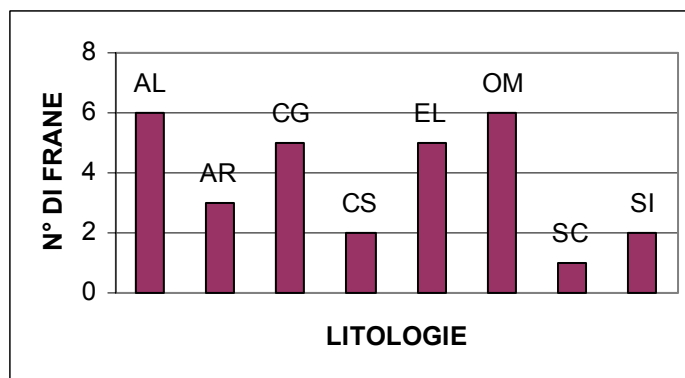


Figura 20. Scorrimenti traslazionali

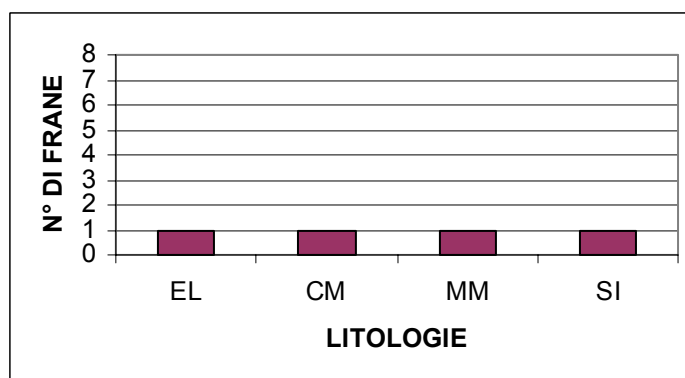


Figura 21. DGPV (deformazioni gravitative profonde di versante)

### **3.7.3 ANALISI DEI FATTORI DI INSTABILITA'**

In questo tipo di analisi, come già descritto precedentemente, vengono individuati tutti quei fattori che risultano maggiormente legati alla distribuzione dei dissesti e, tra questi, sono sicuramente da considerare la pendenza e le caratteristiche litologiche; tra gli altri fattori che vengono comunemente considerati vi sono l'uso del suolo ed i lineamenti tettonici.

Successivamente tali fattori, costituenti ognuno uno strato informativo, vengono riclassificati, attribuendo ad ognuno di essi un codice unico che contraddistingue ogni singola classe. In tale operazione di riclassificazione gli strati informativi rappresentati da shape file vengono convertiti in file grid.

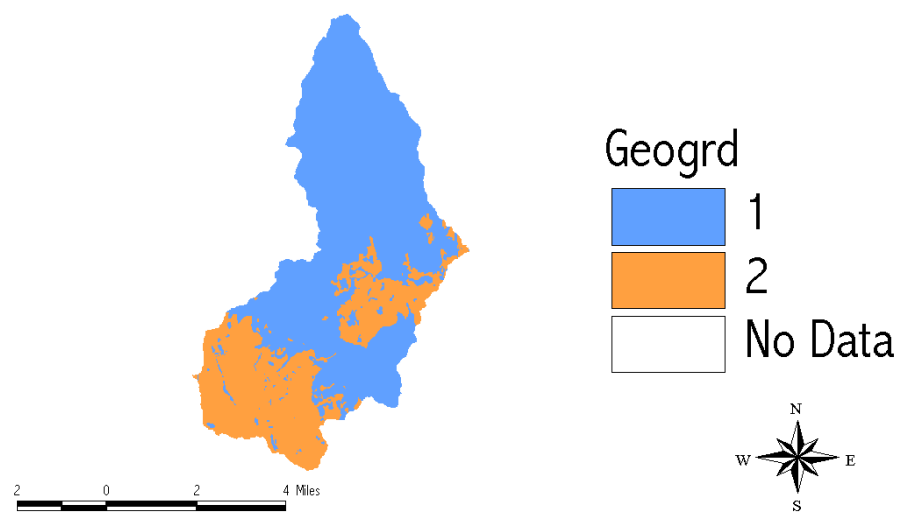
A questo punto, utilizzando le funzionalità (map calculator) presenti nel modulo Spatial Analyst di ArcView GIS, è possibile effettuare una sovrapposizione dei suddetti strati informativi (overlay) e quindi ottenere tutte le possibili combinazioni tra classi appartenenti a strati informativi diversi e quindi delle unità territoriali omogenee per caratteristiche di pendenza, litologia ecc.. ecc...

Infine, le suddette unità vengono confrontate con lo strato informativo rappresentato dalla distribuzione dei dissesti, ottenendo informazioni circa la percentuale di dissesto (densità dei dissesti) di ogni area con caratteristiche omogenee, e a cui vengono attribuite varie classi di pericolosità.

Nel presente studio, per quanto riguarda gli strati informativi di partenza, si sono considerati quelli relativi alla pendenza e alla litologia.

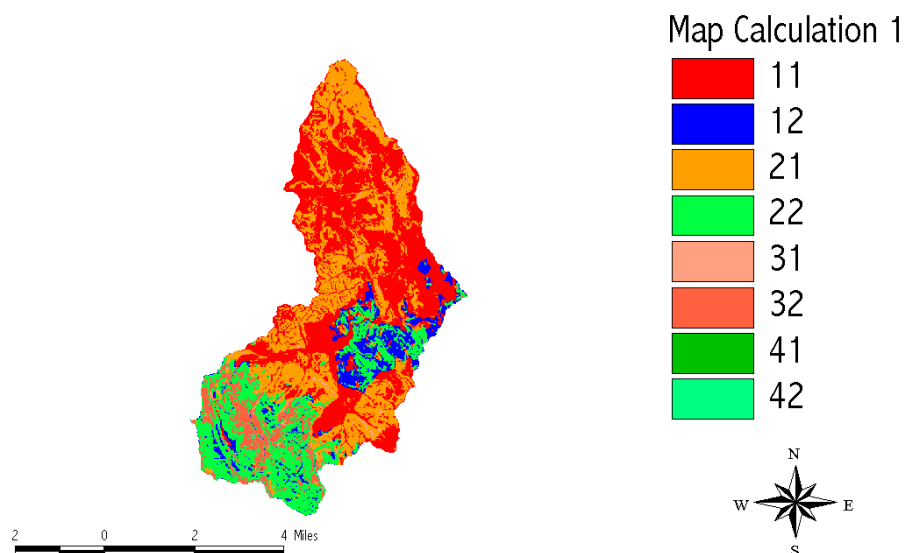
Le varie litologie affioranti sono state raggruppate, per semplicità di analisi, in due classi di rocce: metamorfiche e sedimentarie; nella figura 22 è osservabile la suddivisione del settore in studio nelle aree in cui affiorano le due diverse classi di rocce alle quali si sono attribuiti i codici 1 e 2, rispettivamente per le rocce sedimentarie e metamorfiche.

Per quanto riguarda la pendenza, è stata fatta una suddivisione in quattro classi ( $0^{\circ}$  -  $5^{\circ}$ ;  $5^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ ;  $20^{\circ}$  -  $40^{\circ}$ ;  $40^{\circ}$  -  $79^{\circ}$ ) alle quali sono stati attribuiti i codici 10, 20, 30, 40.



**Figura 22. Suddivisione del settore in studio nelle due classi di rocce:  
1= sedimentarie, 2= metamorfiche**

L'operazione di "overlay", tra le due classi litologiche e le quattro classi di pendenza, dà origine ad otto categorie omogenee e alle rispettive unità territoriali (figura 23).



**Figura 23. Suddivisione del settore in studio in  
"Unità Territoriali Omogenee"**

Utilizzando delle cartografie come quella di figura 23 si possono fare delle osservazioni sulla distribuzione delle pendenze in relazione alla litologia in affioramento e inoltre, le suddette Unità Territoriali si possono mettere a confronto con lo strato informativo rappresentato dai dissesti, ottenendo la percentuale di dissesto relativa a ciascuna classe.

#### **3.7.4 ANALISI DELLA TIPOLOGIA DI DISSESTO PER COLATA RAPIDA (DEBRIS FLOW) E L'UTILIZZO DEL MODULO SHALSTAB**

I debris flow sono diffusi in prevalenza nella parte meridionale del settore in studio (Amanti et Alii, 1996) dove le quote sono più elevate ed i versanti presentano maggiore ripidità; qui affiorano prevalentemente rocce di natura metamorfica (scisti e marmi massivi).

I debris flows osservati sono di tipo canalizzato e presentano spesso una coalescenza delle nicchie di distacco; tali fenomeni coinvolgono la coltre detritica superficiale che nel sottobacino del Vitellino (all'interno del settore in studio) raggiunge uno spessore di circa quattro metri.

Nel caso dell'evento alluvionale del 19 Giugno 1996, che ha coinvolto il bacino del Cardoso (a SE del settore in studio), la maggior parte (547 eventi) di fenomeni di soil slip - debris flows si sono innescati su versanti con una pendenza variabile tra 31° e 45° (Fig. 24) e la classe di pendenza più rappresentata è quella compresa tra 36° e 40°.

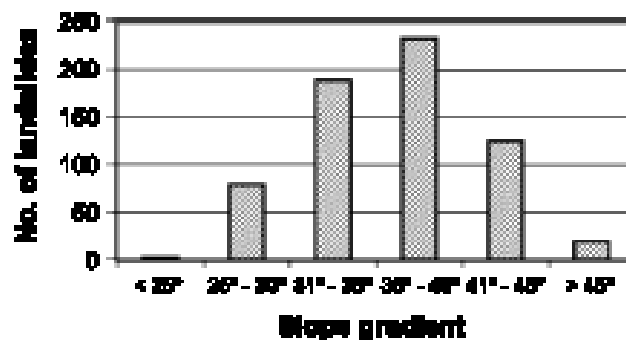
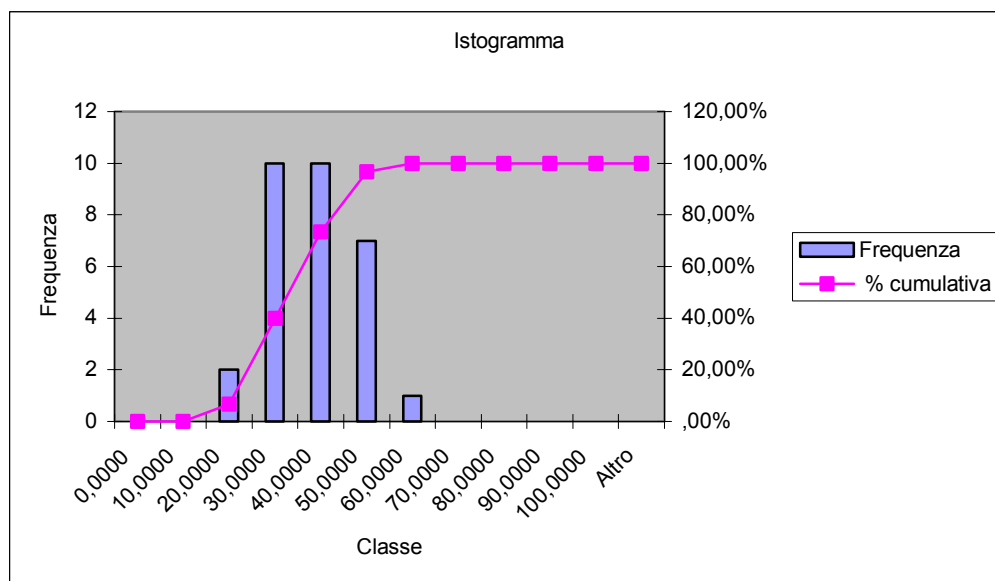


Figura 24. Pendenze medie delle zone di innesco dei debris flows  
(evento del Giugno 1996; D'Amato Avanzi et Alti, 2004 )

Per effettuare un confronto tra le pendenze delle zone di innesco del bacino del Cardoso e quelle del sottobacino del Serchio - Gramolazzo si è utilizzata una procedura di analisi detta **“buffering”**; tale procedura, eseguibile con il programma ArcView Gis, permette di creare delle aree di rispetto intorno ad elementi lineari, puntuali o areali. In questo caso sono stati considerati gli elementi lineari rappresentati dalle nicchie di distacco dei debris flows ed è stato effettuato un buffer con un raggio di 20 metri al fine di conoscere il valore della pendenza nelle adiacenze della zona di innesco. Come risultato si è ottenuto un nuovo strato informativo (shape) contenente i valori di pendenza in relazione alle nicchie di distacco; tali dati sono stati esportati nel programma XL e analizzati (fig. 25), ottenendo per il sottobacino del Serchio - Gramolazzo dei valori medi variabili tra 35° e 45° e quindi simili a quelli del bacino del Cardoso.



**Figura 25. Analisi delle pendenze  
nella zona di innesco dei debris flows**

Uno specifico modello che permette di analizzare, in ambiente ArcView GIS, la stabilità delle coltri detritiche superficiali è quello denominato SHALSTAB (Shallow Landslide Stability Model; Dietrich W. E. & Montgomery D. R., 1998) che consente di individuare le aree potenzialmente instabili basandosi su elementi topografici desunti dal modello digitale del terreno (DEM) e da elementi idrologici.

Il modello di Dietrich & Montgomery combina il classico modello all'equilibrio limite per la stabilità dei versanti ad un modello idrologico. Esso prevede la discretizzazione del dominio di studio in celle elementari per ciascuna delle quali sono note le variabili ed i parametri in ingresso. Le ipotesi alla base della formulazione del modello sono le seguenti: pendio infinito, superficie di rottura piano parallela al pendio e localizzata al contatto tra coltre detritica alterata superficiale e substrato, criterio di resistenza del terreno alla Mohr - Coulomb espresso in termini di tensioni efficaci, flusso stazionario parallelo al pendio, assenza di drenaggio profondo e di flusso nel substrato.

In particolare, al crescere dell'altezza  $h$  dello strato di terreno saturo corrisponde una diminuzione della tensione agente normalmente al piano di rottura e, di conseguenza, della resistenza al taglio disponibile.

Tale altezza viene riferita allo spessore totale della coltre detritica ( $z$ ) mediante la relazione:

$$h/z = q/T * a/b \sin \Phi$$

dove  $q$  è la pioggia netta infiltrata,  $T$  è la trasmissività idraulica ( $K * z * \cos \Phi$ ),  $a$  è l'area contribuente (totale delle celle con flusso diretto verso la cella in esame),  $b$  è la larghezza della sezione di deflusso,  $\Phi$  è l'inclinazione del versante.

Nell'equazione precedente il primo fattore a secondo membro è definito termine idrologico, mentre il secondo fattore è definito termine topografico.

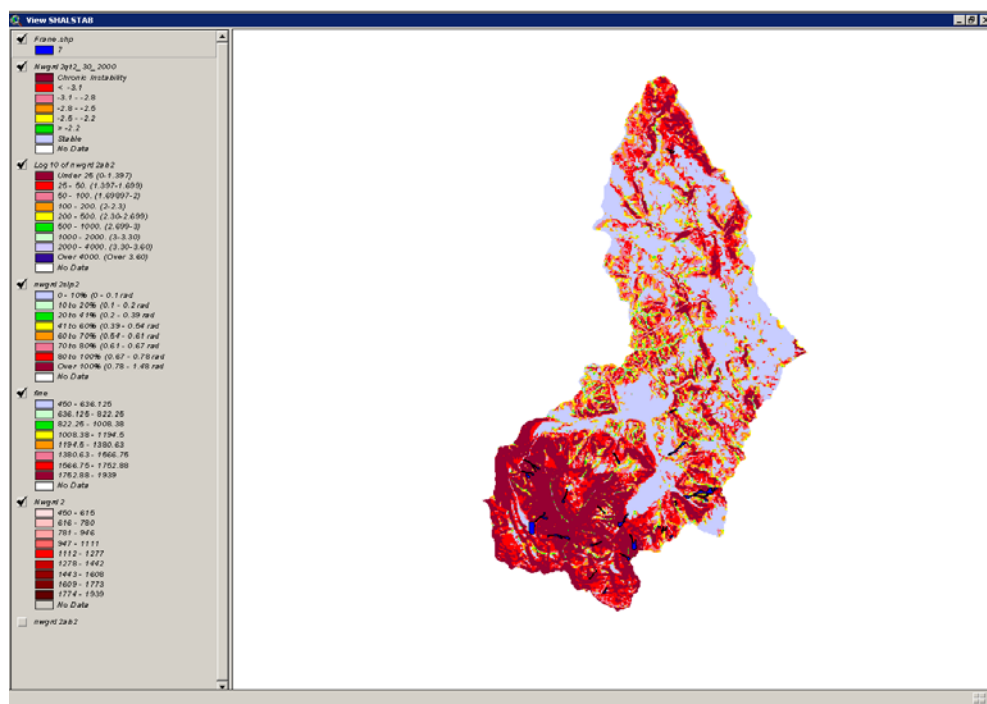
Il modello permette di verificare la stabilità di ogni singola cella in cui è discretizzato il dominio di studio, utilizzando le variabili ed i parametri sopra citati. Le variabili sono gli attributi che derivano dalla topografia e dalla morfologia: inclinazione del versante, area di drenaggio e larghezza del deflusso che in generale sono diverse per ognuna delle celle considerate e derivate automaticamente dal modello digitale del terreno (DEM). I parametri sono le grandezze fisico - meccaniche che devono essere attribuite alla coltre superficiale: spessore, peso di volume, parametri di resistenza al taglio, conducibilità idraulica e altezza di pioggia infiltrata. Il modello determina, per ogni elemento, la quantità d'acqua infiltrata necessaria a rendere unitario il fattore di sicurezza, cioè ad instabilizzare la cella.

Nel caso del presente studio i parametri relativi al peso di volume, resistenza al taglio e coesione sono stati desunti da fonti bibliografiche (Clarizia et Alii, 1996): coesione = 5 kN/m<sup>2</sup>,  $\varphi = 30^\circ$  (angolo d'attrito del terreno),  $\gamma = 2000 \text{ kg/m}^3$  (peso dell'unità di volume del terreno); tali dati, derivano da valori medi riguardanti le proprietà geotecniche di terreni di copertura di rocce metamorfiche, coinvolti in fenomeni di dissesto per soil slip.

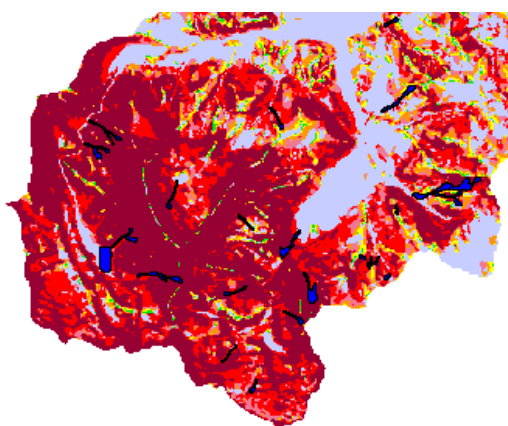
Per quanto riguarda il parametro rappresentato dallo spessore della coltre detritica, in mancanza di ulteriori dati, si è considerato, per l'intero settore in studio, un valore pari a 4 metri (spessore medio nel sottobacino del Vitellino).

Inserendo nel modulo Shalstab i parametri sopra riportati e ricavando il rapporto  $q/T$  dal modello digitale del settore in studio (DEM) si ottiene una carta di previsione della stabilità espressa in termini del logaritmo di  $q/T$  (figura 26).

A tale carta è stato sovrapposto lo strato informativo relativo alle colate rapide censite nel settore in studio, e come si osserva nella figura 27, che riporta la parte meridionale del settore in studio, dove si concentrano i dissesti per colata rapida, la maggior parte degli eventi si innesca là dove il programma prevede una zona di instabilità cronica.



**Figura 26. Carta di stabilità prevista dal programma Shalstab**



**Figura 27. Particolare della parte meridionale del settore in studio dove si concentrano le colate rapide**



## **CAP. 4**

# **CONCLUSIONI**

Dalle analisi condotte nel presente studio emerge che, in generale, l'utilizzo di metodologie GIS consente di ottenere, in tempi relativamente rapidi, tutta una serie di elaborati utili alla definizione della propensione al dissesto di un'area.

In particolare, le analisi statistiche riguardanti la frequenza dei dissesti in relazione alle litologie coinvolte dimostrano, almeno per ciò che riguarda i fenomeni di debris flows, l'attendibilità dei risultati ottenuti su un'area di 75 km<sup>2</sup> (estensione areale del settore in studio) e su un campione ridotto di eventi di frana (circa 30 fenomeni di debris flows).

Infatti, si è rilevato come le Unità metamorfiche Apuane sono quelle maggiormente predisposte alla tipologia di frana per colata detritica; tale dato emerge sia dallo studio statistico condotto nel sottobacino del Serchio - Gramolazzo che dall'analisi delle fonti bibliografiche riguardanti gli effetti dell'alluvione del 19 Giugno 1996 che ha coinvolto una vasta area del Foglio Massa dove affiorano litologie analoghe a quelle del settore in studio.

Un risultato attendibile si è ottenuto anche nello studio della pendenza della zona di innesco dei debris flows che è risultata essere molto simile a quella riguardante la maggior parte degli eventi di soil slip - debris flows (547 eventi pari a circa l'84 % del totale) verificatisi a seguito dell'evento alluvionale del 19 Giugno 1996.

Per quanto riguarda l'utilizzo del modulo Shalstab per la previsione delle colate detritiche superficiali, i dati di input, con l'eccezione del modello digitale del terreno, sono tali da non consentire una affidabilità nei risultati ottenuti.

## BIBLIOGRAFIA

Akinci A., Lombardi A. M., Malagnini L., Mueller C. (2004). Seismic Hazard estimate in the Alps and Apennines (Italy) using smoothed historical seismicity and regionalized predictive ground - motion relationship. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Vol. 45, n° 4, pag. 285 - 304, December 2004.

Amanti M., Cara P., Pecci M., Ventura R. (1996). Preliminary results in the field control of a new proposal of landslide classification for the prevention of natural risks in the experimental Serchio River Basin (Tuscany, Italy); *Atti Convegno Internazionale Alba 96 - La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica - Consiglio Nazionale delle Ricerche*, Vol. 1, pag. 223 – 229.

Amanti M., Cara P., Falcetti S., Ventura R. (1997). Presentation of a Methodology to produce geological hazard map to evaluate natural risks, using GIS: state of the art of the study in the Serchio - Gramolazzo river basin (Tuscany – Italy). *Proc. 30° Int'I. Geol. Congr.*, vol. 24, pag. 282 – 294, Yuan Daoxian (Ed).

Annunziati A., Mazzanti B., Focardi A., Focardi P. (2002). Individuazione di soglie critiche per l'attivazione di sistemi di allerta per rischio da debris flow. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1 pag. 117 – 124.

Bortolotti V. (1992). Appennino Tosco – Emiliano. *Guide Geologiche Regionali*. Be - Ma Editrice.

Boschi E. (1997). *Catalogo dei forti terremoti italiani, (CFTI)*, I.N.G. Roma.

Boschi E. (1999). *Catalogo parametrico dei terremoti italiani, (CPTI)*, I.N.G. Roma.

Burrough P. A. (1986). Principles of Geographical Information System. Oxford University Press.

Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F. and P. Reichenbach (1995). Gis Technology in Mapping Landslide Hazard In: Geographic Information Systems in Assessing Natural Hazard. A Carrara and F Guzzetti (Eds) pp 135 – 176. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Clarizia M., Gullà G., Sorbino G.(1996). Sui meccanismi di innesco dei soil slip. Atti Convegno Internazionale Alba 96 - La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica - Consiglio Nazionale delle Ricerche, Vol. 1, pag. 585 - 597.

Coli M. (1992). Appennino Tosco - Emiliano. Guide Geologiche Regionali. Be - Ma Editrice.

Cruden D.M., Varnes D.J. (1996). Landslide types and processes, in *Landslide: Investigation and Mitigation*, Spc. Rept. 247, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington: 36 - 75.

D'Amato Avanzi G., Giannecchini R., Puccinelli A.(2004). The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). *Engineering Geology*, Vol. 73, pag. 215 – 228.

Dietrich W. E. & Montgomery D. R. (1998). SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential. Technical Report by NCASI – <http://ist-socrates.berkeley.edu/geomorph/shalstab/>.

ESRI (Environmental Systems Research Institute, Inc.) (1996) - Using ArcView GIS. Redlands, California. ESRI.

Foglio 1: 100000 n° 249 “Massa”. Servizio Geologico d'Italia.

Keefer K.D. (2002). Investigating Landslides caused by earthquakes. A historical review. *Surveys in Geophisics* 23, pag. 473 - 510.

Pochini A., Allagosta M. (1990). Strumentazione per il monitoraggio di pendii instabili: sperimentazione sulla frana di Camporaghena (Lunigiana - MS). Atti del Convegno: Studio, Monitoraggio e Bonifica dei centri abitati instabili, S. Martino al Cimino - Viterbo 1990 - 1991, ENEA - Associazione Civita - ONG.

Sani F. (1992). Appennino Tosco – Emiliano. Guide Geologiche Regionali. Be - Ma Editrice.